

文章编号: 1000-2022(2004) 02-0160-09

2002 年河南春季的 一次层状云降水特征研究

廖 菲¹, 郑国光², 洪延超³, 杜秉玉¹

(1. 南京气象学院 应用气象学系, 江苏 南京 210044; 2. 中国气象科学研究院, 北京 100081;

3. 中国科学院 大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要: 对 2002 年 4 月 4—5 日发生在河南省的大范围春季层状云降水进行探空、雷达、卫星等综合加密观测, 分析了锋面移动过程中的云系特征和降水特点。结果发现此次降水主要是 700 ~500 hPa 大气位势不稳定($\partial\theta/\partial z < 0$)造成的, 位势不稳定区与地面降水极值中心有较好的对应。另外, 在位势不稳定层出现前后, 高空 250 ~200 hPa 均存在急流中心, 而在位势不稳定层的上方或下方则会有风向切变与之对应。云层厚度小、云顶高度低、云系结构不均匀是此次降水云系的主要特点。700 ~500 hPa 之间的位势不稳定度小、水汽输送量小和云顶温度低是造成此次降水量小的主要原因。

关键词: 层状云降水; 云系特征; 增雨潜力

中图分类号: P426. 611 **文献标识码:** A

层状云降水是我国北方春秋季节的主要降水型, 而春秋季节又是我国北方地区的干旱季节, 通过对层状云降水过程的观测研究可以进一步了解层状云降水的特点。随着科学技术的发展, 对云和降水的探测手段越来越多, 利用雷达、卫星可以了解云的宏观结构, 通过探空观测可以深入了解云和大气的垂直结构特征, 双通道微波辐射计又可以有效地估计出大气的水汽和液态水的总含量, PM S(飞机微物理探测系统) 粒子探测系统是用来研究降水微观特征的重要手段。充分利用现有的这些探测手段, 对从降水开始到降水结束的整个降水过程作连续观测(加密观测), 可以为科学指导干旱季节人工增雨作业做出理论和技术上的改进和完善。

我国对层状云降水的研究工作始于 20 世纪 60 年代初, 而开展大规模的系统性研究工作主要是从 20 世纪 80 年代开始的。北方层状云人工增水试验研究中^[1], 通过对吉林、内蒙古、陕西、宁夏、新疆 5 个省、自治区的 4 a 层状云降水的综合观测, 研究了冰晶对降水的形成和发展的作用, 冰晶、过冷水在降水过程中的分布、变化特点等降水微结构特征, 并且从热力、动力条件出发, 结合降水时天气学特点构建降水过程的物理模型, 为该地区人工引晶进行人工增雨提供了理论依据。河南省在“九五”期间, 利用各种探测手段和数值模拟, 通过 4 a 时间对河南层状云降水过程作了大量的观测、研究, 得出了河南省层状云降水的水汽条件、微物理特征、天气

收稿日期: 2003-04-21; 改回日期: 2003-06-16

基金项目: 国家“十五”攻关项目(2001BA610A06)

作者简介: 廖 菲(1979-), 男, 江西赣州人, 硕士生, 研究方向: 云降水物理学。

学特点、云系特征这4个方面的统计特征,由此初步建立了河南省人工影响天气的作业判据,提高了人工增雨的科学性^[2]。姚展予等^[3]和汪学琳等^[4]分别分析了安徽、山东两地区层状云降水特征,用常规资料建立了一些地区人工增雨作业判据。楼小凤等^[5]还通过数值模式在降水形成机制、人工增雨途径、地形对降水影响、催化效果等领域进行了研究。

同时,国外也开展了对层状云降水的各种研究。Hobbs^[6]在20世纪70—80年代开展的美国“温带气旋计划”中,利用飞机微物理探测系统(PMS)、多普勒雷达、激光雷达等先进探测设备进行了大量观测,指出了冷锋引起的层状云降水由锋前冷区雨带、暖区雨带、窄冷锋雨带、宽冷锋雨带、波状雨带、锋后雨带这6种雨带降水所组成,研究了冰晶和对流胞对冷锋雨带和暖区雨带的降水的作用。对几个温带气旋进行了连续观测研究后,Parsons指出了6种雨带在降水过程中各自的形成、发展以及雨带间相互作用的特点^[7]。Sassen^[8]和Reynolds^[9]对山区冬季地形云降雪进行了研究,指出过冷水的含量及分布对地形云降雪的形成和发展起关键作用,“播散—馈增”机制是山区降雪形成的主要机制。

本文利用2002年河南省春、秋季两次层状云降水时的加密探空资料、卫星资料、地面雨量资料,研究河南省层状云降水的特点,在已有的研究成果^[2]上深入研究河南省层状云降水的动力条件,找出层状云降水的动力学特征,进一步认识河南省层状云降水的云和降水特点,为建立和完善河南省层状云降水的物理模型作基础性研究工作。

1 天气形势

图1是2002年4月4日20:00的天气图。由图可看出,2002年4月4日20时,地面一条东北—西南走向的冷锋位于陕西省,该冷锋缓慢向东南方向移动,影响我国中部平原。同时,在四川东南部有一中心为997.5 hPa的气旋在向东移动过程中发展,逐步影响长江中下游地区。在4月5日00时,地面冷锋从西北部移入河南省,在向东南方向移动过程中减弱,到5日17时移出河南。对应地面冷锋的移动,700 hPa表现为位于陕西、山西的东北—西南走向的槽线



图1 2002年4月4日20:00天气图

a. 地面天气图; b. 700 hPa 高空天气图

Fig. 1 Synoptic charts at 20:00 BST, April 4, 2002

a. surface chart; b. 700 hPa aerological diagram

向东偏北方向移动(图 1b), 该槽线在向东偏北方向移动时迅速减弱, 因而产生的降水主要影响河南省北部地区。同时, 在 700 hPa 高度上, 在四川东南部有一低压中心, 该低压对应的高空槽线向东移动时迅速发展, 由该槽线主要影响河南省南部地区降水。

从以上分析可以看出, 此次降水过程中地面冷锋与高空槽线具有较好的高低空配置, 整个锋面向西倾斜, 地面降水主要集中于冷锋附近, 降水类型属低槽冷锋型。

2 云系的宏观结构

图 2 是 2002 年 4 月 5 日的红外云图。从图可以看出: 锋面云系的云层厚度不均匀, 且云系在向东移动过程中云层厚度都趋于变薄。5 日 08 时(图 2a)地面冷锋在河南省过境时河南省上空的云图颜色较白, 表明云层厚度较厚。随着地面冷锋的东移, 锋面云系也向东移动并且强度有所减弱, 20 时(图 2b)覆盖河南省的云层明显变薄或天空少云, 降水也停止。与红外云图相对应的水汽云图(图略)可看出, 该锋面云系的水汽主要是高空槽前的西南气流产生的, 整个云系向东偏北移动, 云系范围随时间有所扩大, 云层厚度逐渐变薄。在 5 日 20 时以后(图略), 河南省已处于云系的西南边缘, 此次降水过程结束。另外, 从红外云图和水汽云图也可看出, 整个云系的云层厚度不均匀, 即云系结构不均匀, 这也意味着云中的水汽含量的空间分布不均匀, 从而直接影响降水的时空分布。

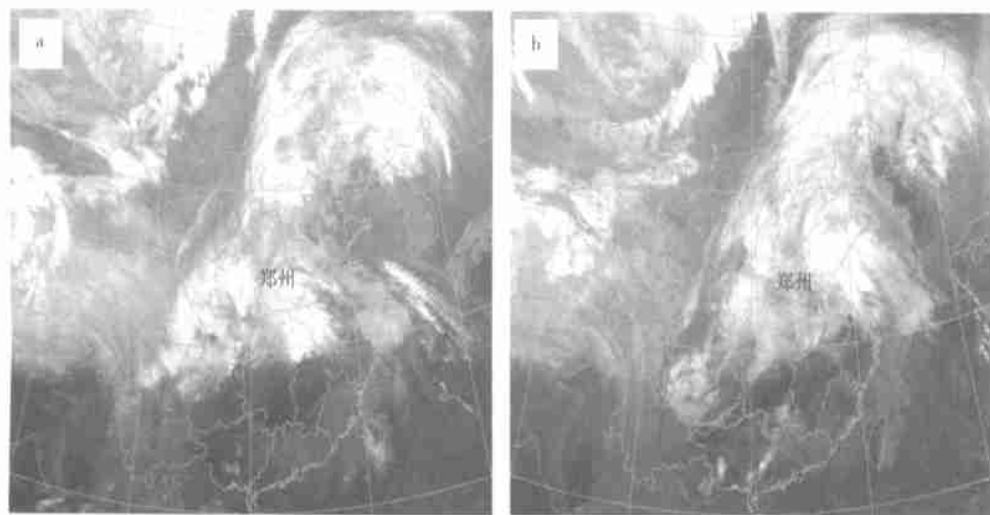


图 2 2002 年 4 月 5 日红外云图

a. 4 月 5 日 08:00(北京时间); b. 4 月 5 日 20:00(北京时间)

Fig. 2 Infrared cloud pictures on 5th April, 2002

a. 08: 00 BST 5th April; b. 20: 00 BST 5th April

3 宏观物理量场

3.1 时间剖面图分析

利用探空资料作出的时间剖面图可以研究冷锋的演变特征^[10]。图 3 根据 2002 年 4 月 4—5 日郑州的 3 h 加密探空资料绘制的宏观物理量的时间剖面图, 时间横坐标自右向左增加。图 4 是用虹吸式雨量计测量的 2002 年 4 月 5 日郑州逐时降水量。

为研究冷锋前后云和降水特征, 根据降水产生的空间部位不同, 将整个降水过程分成两个

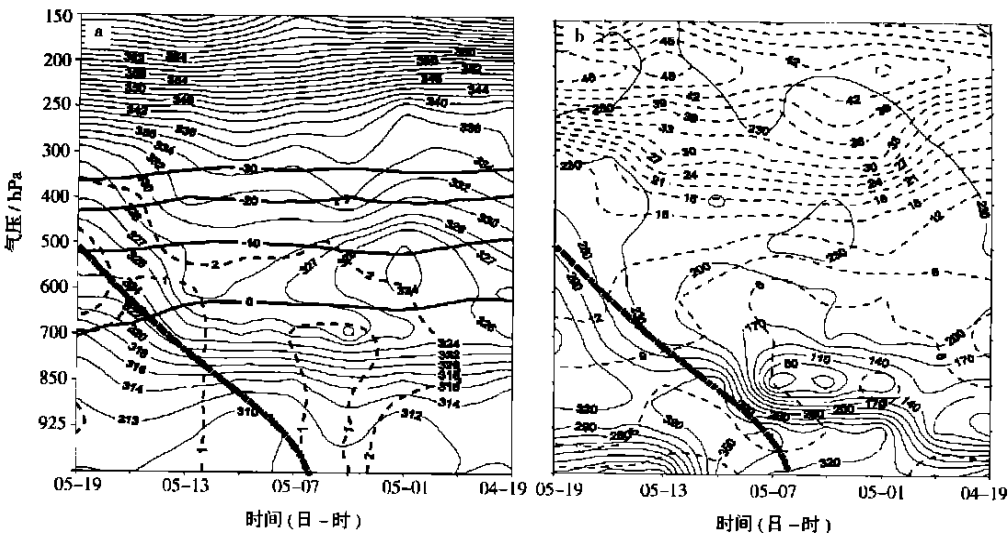


图3 2002年4月4—5日郑州宏观物理量的时间剖面(粗点线为冷锋位置)

a. 假相当位温(细实线,单位: K), 大气温度(粗实线,单位: °C)和温度露点差(粗虚线,单位: °C);
b. 风向(实线,单位: °)和风速(虚线,单位: m/s)

Fig.3 Time cross-sections on April 4—5,2002

(the thick broken line denotes the position of a cold front)

a. the pseudo-equivalent potential temperature(the thin solid line,units: K),
the atmospheric temperature(the thick solid line,units: °C),and the depression of
the dew point(the thick dash line,units: °C);b. the wind direction(the solid line,units: °),
and the wind speed(the dash line,units: $m \cdot s^{-1}$)

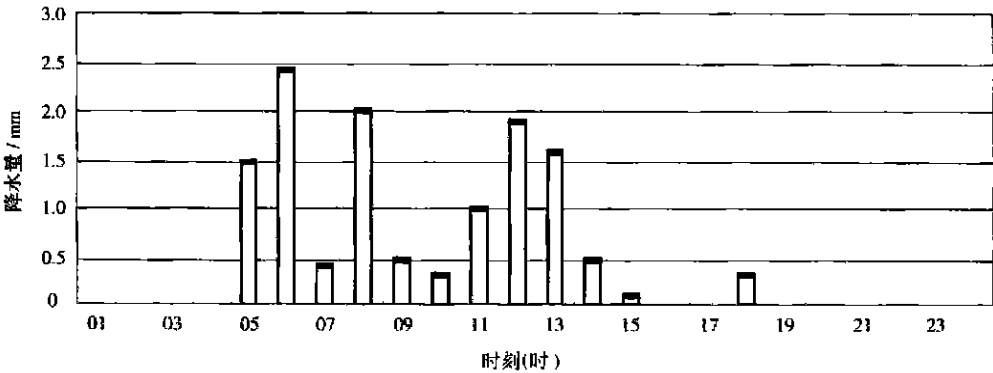


图4 2002年4月5日郑州逐时降水量

Fig.4 One-hour precipitation of Zhengzhou on April 5,2002

阶段: 第1阶段为锋前暖区降水(05时—08时), 第2阶段为锋后冷区降水(08时—16时)。

从图3a和图4中可以看出在第1阶段过程中, 降水的产生与01时至08时这个时段700~500 hPa之间出现的位势不稳定层($\partial\theta_e/\partial z < 0$)有关, 该位势不稳定层出现后即出现了降水, 并在06时, 地面出现此次降水过程中的最大雨强($2.4 mm \cdot h^{-1}$)。随着大气不稳定度的减弱和云层厚度变薄, 地面降水强度趋于减小。在实际应用中, 有人把大气温度露点差小于2 °C作为云顶高度^[11]。由图3a可以看出, 在第1阶段的降水过程中, 云顶高度在-5~-10 °C之

间,且云顶高度随时间变化不大。而从图 3b 中可以看出,在第 1 阶段的降水过程中,低层 925~850 hPa 之间存在着很大的风切变,风随高度逆转是这次降水过程中低层风场的显著特征,这也是低层有冷平流入侵的体现。同时,5 日 01 时,高空 200 hPa 附近,存在着风速大于 $42\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的急流中心。

在第 2 阶段的降水过程中,降水的产生同样与位势不稳定有关。13 时,600 hPa 附近又出现弱位势不稳定层,对应地面再次产生一降水峰值($1.9\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)。在这个阶段的降水过程中,冷空气的入侵使云顶温度从 $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 降低到 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$,零度层高度也从 640 hPa 降到 700 hPa 高度。此时的风场特征表现为,低层 925~850 hPa 之间风切变明显减弱,低层风随高度顺时针旋转。在 5 日 13 时,高空 200 hPa 附近,仍然存在着急流中心,且急流中心最大值超过 $48\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

由于等 3 h 变高和变温能反映短时间内各层的冷暖平流分布情况,变露点能反映出各层平流的干湿状况^[10],因而等 3 h 变高、变温、变露点对研究干季气层内饱和层的空间分布和降水指标有重要作用。由于云顶高度在 500 hPa 以下,所以主要考虑 500 hPa 以下范围内气层的性质。

图 5 中的等 3 h 变高、变温和变露点的时间剖面图是根据 4 日 19 时—5 日 19 时的探空资料绘制的。从图 5b 可以看出:07 时—10 时,925~700 hPa 之间 3 h 变温为负值,说明在这个时段内有冷空气侵入;而在云顶高度附近(500 hPa),3 h 变温为 $0.5\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$,云层顶部温度稍有升高。对比图 5c 中 07 时—10 时,发现 925~700 hPa 之间大气露点温度值略有减少,云顶附近大气露点温度升高,说明低层大气湿度减小,而高层大气有水汽净输入。这些变化预示着中低层将趋于干冷,云顶附近将变得暖湿。在 11 时—19 时,925~850 hPa 之间转为暖湿空气,而 850~500 hPa 却变得干冷。这种结构演变预示着气层由稳定型(上暖下冷)转化为不稳定型(上冷下暖)。也就是说,在地面冷锋附近气层稳定,而在锋后存在暖湿低压引起的大气不稳定。但是,这个暖气层强度较弱,加上高层都是负变高区(冷平流输入),所以不足以产生较强的对流,地面降水较小且持续时间不长。

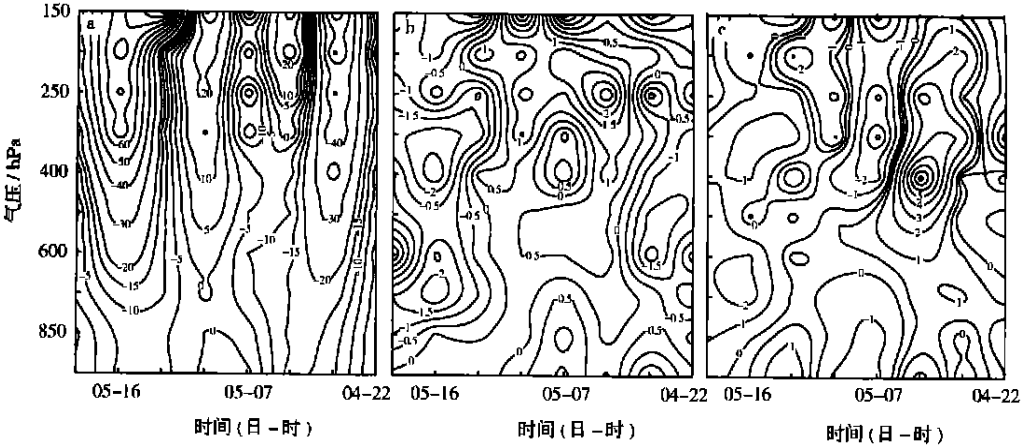


图 5 2002 年 4 月 4—5 日郑州各时刻的等 3 h 变高(a,单位: gpm)、
变温(b, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 和变露点(c, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 的时间剖面

Fig. 5 Time cross-sections of 3-hour changes of height(a; units: gpm),
temperature (b; units: $^{\circ}\text{C}$) and dew point (units: $^{\circ}\text{C}$)

从人工增雨潜力开发中的水汽条件的角度来看, 由图 5b、5c 可以看出, 在 5 日 07 时—13 时的时段内, 700~500 hPa 之间, 由于 3 h 变温为正, 3 h 变露点也为正, 说明有暖空气输入, 并有水汽辐合, 水汽条件较好。同时, 图 5a 指出此范围内存在正的变高, 说明有暖平流, 这些条件都有利于云的发展, 是人工增雨比较好的区域。

3.2 宏观物理量的对比分析

为进一步认识河南省层状云降水的动力特征, 寻找层状云降水过程中的共性, 将这次春季降水与一次秋季层状云降水过程的几个物理量作了比较(图 6)。

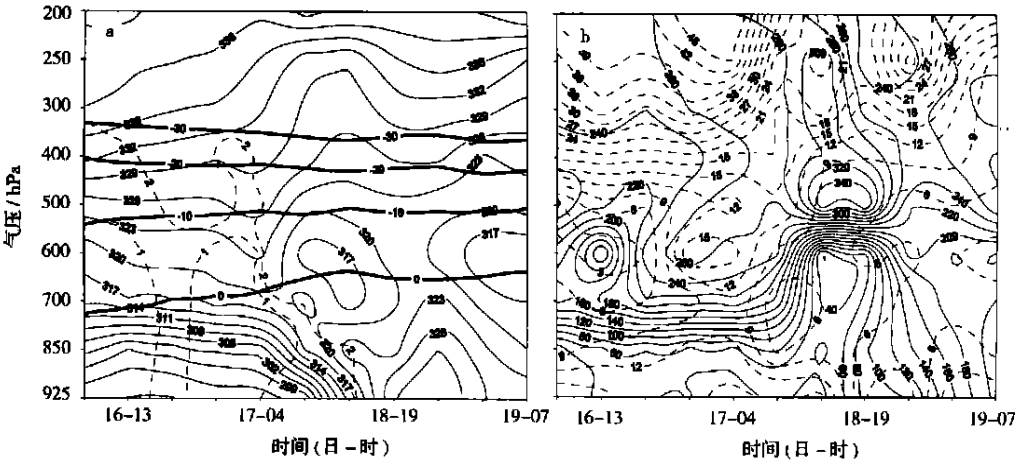


图 6 2002 年 10 月 16—19 日时间剖面图
a. 假相当位温(细实线, 单位: K), 大气温度(粗实线, 单位: °C) 和温度露点差 ($T - T_d$)(虚线, 单位: °C); b. 风向(实线, 单位: °) 和风速(虚线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 6 Time cross-sections on October 16—19, 2002
a. the pseudo-equivalent potential temperature(the thin solid line, units: K), the atmospheric temperature(the thick solid line, units: °C), and the depression of the dew point(the dash line, units: °C); b. the wind direction (the solid line, units: °), and the wind speed(the dash line, units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

2002 年 10 月 16—19 日, 受地面冷锋影响, 郑州出现了连续性小雨, 利用 3 h 的加密探空资料, 分析了此次降水的动力特征。从图 6a 中可以看出, 17 日 19 时—18 日 19 时, 700~500 hPa 之间存在位势不稳定层, 若以温度露点差 ($T - T_d$) $< 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 为云顶边界, 则云顶高度在 $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右。之后, 随着冷锋入境, 云顶高度上升到 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。观察图 6b 发现, 与图 6a 中的位势不稳定区相对应, 在 17 日 19 时—18 日 19 时, 600~500 hPa 之间存在风随高度顺转的风切变。在此风切变发生前(17 日 07 时)和发生后(19 日 04 时—07 时), 高空 250 hPa 附近分别存在风速大于 $27\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $45\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的急流中心。

比较图 3 和图 6 可以看出: 在冷锋入境前, 层状云的云顶高度一般在 550 hPa 左右, 云顶温度在 $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ~ $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, 降水的出现与 700~600 hPa 之间的位势不稳定有关。与位势不稳定区域相对应, 在位势不稳定区域的上方或下方会有很大的风向切变存在, 在位势不稳定层出现前、后高空 250~200 hPa 都会出现高空急流中心。在实际预报降水出现时间时, 500 hPa 以下的风向切变以及 250~200 hPa 附近的高空急流中心的出现都可作为参考指标。这为选择人工增雨作业时机提供了一种方法。

4 云系降水分布及其特点

从地面天气图(图 1a)中标出的天气现象可以看出,在地面冷锋的前后降水的类型是不一样的。4 日 20 时,在冷锋前后 2~3 个经距范围内降水主要是小雨,在大范围的小雨中有零星的雷阵雨,在冷锋后 3~10 个经距内主要是降雪天气;5 日 20 时(图略),在冷锋前后 2~3 个经距范围内,降水类型主要是小雨,但出现了比 24 h 前更多的对流云,造成了许多零星的雷雨出现,在冷锋后 3~10 个经距内,降水形式由降雪演变为降雨,且雨区面积缩小。另外,由图 7a 也可看出,此次降水主要是层状云降水,但在局部地区对流活动较强,有对流性降水出现。

层状云引起的地面降水形式(雨、雪)与云体温度、环境温度、冰晶浓度、过冷水含量等许多因素有关。当地面降水形式为降雨时,说明云顶高度不高,雨滴的形成机制主要是通过云滴碰并增长为主。当地面降水形式为降雪时,说明云顶高度高、温度低,且环境温度低,冰晶淞附增长明显。因而,由地面降水形式可以推测出降水形成的可能机制。

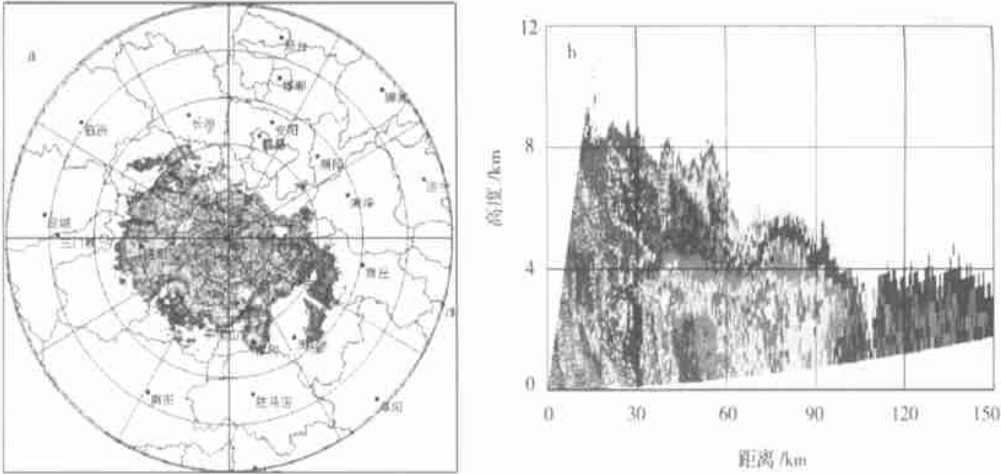


图 7 2002 年 4 月 5 日郑州雷达回波图
a. 07:03, 仰角为 1.00 的 PPI; b. 07:06, 仰角为 0~34.6°, 方位角为 214.78 的 RHI

Fig. 7 Radar echoes of Zhengzhou on 5th April 2002

a. PPI echo at 07:03 BST (elevation: 1.00°);
b. RHI echo at 07:06 BST (elevation: 0~34.6°, azimuth angle: 214.78°)

4 日 20 时(图 3a 中 01 时可看作处于锋前 2~3 个经距范围内),在冷锋前后 2~3 个经距范围内主要是云顶高度和云顶温度较低的层状云,水分主要以水汽形式存在,过冷水含量少。由于云顶高度略高于零度层,只有少量的成核冰晶生成,这些冰晶从云顶下落后通过凝结增长和碰并增长方式长大为雨滴,但是,由于水汽不充分(图 5c 中郑州 5 日 01 时的等 3 h 露点温度变化仅为 1℃左右,对应小雨天气),导致降雨强度不大。而在云系的部分地区对流较强,水汽条件好且雨滴增长路径相对增大,因而形成雷阵雨天气。另外,从 4 月 5 日 07:06 时的雷达回波的距离高度显示图(RHI)(图 7b)也可以看出,在 3 km 高度左右出现了零度层亮带,而零度层亮带的产生与冰晶粒子融化有关,因而,云体上部有冰晶生成,冰晶在下落到零度层以下后靠碰并小云滴增长。由 5 日 08 时的探空资料可以知道,500 hPa 高度为 5 600 gpm,温度是 -10℃,而图 7a 中云顶高度平均在 5 km 左右,所以云顶温度高于 -10℃。云顶温度较高决定了云内冰晶数目较少,对应雷达回波 RHI 图中的零度层亮带不很明显,由于云内缺乏足够的

冰晶作为雨滴凝结核, 导致形成的地面降水强度不大, 主要以小雨为主。这与用探空资料绘成的时间剖面图分析的结果一致。

4日20时, 在冷锋后3~10个经距内(图3a中5日19时可近似看作处于锋后的3~10个经距), 云顶高度升高, 云顶温度降到 -30°C , 零度层高度降低, 环境温度下降。另外, 图5c中郑州5日19时的300 hPa以上露点温度开始升高, 可以认为冷锋后3~10个经距内云顶附近水汽含量增大, 此时有更多的成核冰晶和过冷水生成, 云内冰晶主要通过碰冻过冷水或淞附过程增长为降雪粒子, 雪晶下落到零度层以下后, 由于环境温度低, 雪晶粒子大, 还来不及完全融化就降落到地面, 导致天气以降雪为主。

5日20时, 在冷锋前后2~3个经距范围内仍以云顶温度略高于零度层的层状云为主, 水汽不充沛和成核冰晶数目少是降水类型为小雨的主要原因。但云中部分地区的对流活动增多, 有利于水汽辐合和雨滴的再次碰并增长, 所以出现了更多的零星阵雨。冷锋后3~10个经距内云顶高度和云顶温度都比24 h前有所升高, 冰晶生成后直接从云顶落下, 在云的中下部凝结、碰并小云滴而增长。此时云的厚度和面积都有所减小, 水汽含量不充沛, 导致降水形式主要以小雨为主, 且雨区面积也较24 h前缩小了许多。

5 小 结

(1) 由春、秋季两次层状云降水过程分析, 发现两次降水时地面雨强中心与其上空的位势不稳定相互对应, 说明两次降水过程都与冷锋入境前700~600 hPa之间的位势不稳定有关。在冷锋入境前, 云顶温度在 -8°C , 冷锋入境后云顶温度降低到 -30°C 。由于位势不稳定性太小, 所以形成的地面降水较弱。

(2) 在700~600 hPa之间的位势不稳定出现前后, 高空250~200 hPa都有风速大于 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的急流中心出现, 而在位势不稳定层的上方或下方会有风向的切变与之相对应。急流中心或风速切变的出现对预报降水和选择人工增雨作业时机都具有参考价值。

(3) 利用等3 h变高、变温和变露点图, 发现在4日07时—13时的时段内, 700~500 hPa之间的云层存在较好的水汽和动力条件, 适于云的发展, 为选择人工增雨作业时机提供了一种方法。

(4) 由地面降水类型、雷达回波图(如RHI图)、宏观物理量的时间剖面图推测此次降水量偏小的主要原因是水汽输送量小, 云顶温度低导致成核冰晶较少, 凝结和碰并雨滴形成的主要机制。随着冷锋入境, 云顶高度升高, 云顶温度降低, 过冷水和成核冰晶增加, 冰晶在云体上部通过淞附和碰冻过冷水滴长大, 降水形式表现为降雪。在冷锋过境后, 云顶高度和云顶温度降低, 水汽输入减小, 降水减弱至消失。

(5) 由于本文中缺少飞机探测的微物理资料、微波辐射计探测的水汽和液态水含量资料, 因而对层状云降水的动力结构特征并没有深入讨论, 对不同降水类型的形成机制也只是根据现有资料理论上推测出来的, 需要进一步证实。在今后的工作中, 需要进一步研究河南省层状云降水的动力特征, 验证降水结构形成机制, 并结合历史资料来建立和完善河南省层状云降水的物理模型。

参考文献:

- [1] 李大山. 人工影响天气现状与展望[M]. 北京: 气象出版社, 2002: 366-390.
- [2] 张存, 周毓荃. 人工影响天气优化技术研究[M]. 北京: 气象出版社, 2000.

- [3] 姚展予, 王广河, 游来光. 寿县地区云中液态水含量的微波遥感[J]. 应用气象学报, 2001, 21(增刊): 88-95.
- [4] 汪学琳, 谷淑芳, 于 勇, 等. 两次江淮气旋的云雨特征及人工播云效果的综合分析[J]. 应用气象学报, 2001, 21(增刊): 48-57.
- [5] 楼小凤, 胡志晋, 王广河. 对流云降水过程中地形作用的模拟[J]. 应用气象学报, 2001, 21(增刊): 113-121.
- [6] Hobbs P V. The mesoscale and microscale structure and organization of cloud and precipitation in midlatitude cyclones I: a case study of a cold front[J]. J Atmos Sci, 1980, 37(3): 568-596.
- [7] Parsons D B. Mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, Pt. 7, formation, development, interaction, and dissipation of rainbands[J]. J Atmos Sci, 1983, 40(3): 559-579.
- [8] Sassen K. Investigations of a winter mountain storm in Utah. Part II: mesoscale structure, supercooled liquid water development, and precipitation processes[J]. J Atmos Sci, 1990, 47(11): 1 323-1 350.
- [9] Reynolds D W. Remote and in situ observations of Sierra Nevada winter mountain clouds: relationships between mesoscale structure, precipitation, and liquid water[J]. J Appl Meteor, 1988, 27(2): 140-156.
- [10] 天气月刊编委会. 天气月刊—制作单站补充天气预报的方法[M]. 北京: 科学普及出版社, 1958.
- [11] 王以琳, 王 俊, 龚佃利, 等. 江淮气旋和冷锋相结合天气过程的宏、微观结构分析[J]. 应用气象学报, 2001, 21(增刊): 30-38.

A Study on the Feature of a Cloud System and Its Stratiform Cloud Precipitation in Spring in Henan Province

LIAO Fei¹, ZHENG Guo-guang²,
HONG Yan-chao³, DU Bing-yu¹

(1. Department of Applied Meteorology, NIM, Nanjing 210044, China;

2. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China;

3. Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: There was a widely precipitation on April 4—5, 2002 in Henan Province. The features of the stratiform cloud system and its precipitation characteristics in a cold front are analyzed by using the intensified sounding and radar observational data, and the satellite pictures, etc. The result show that the precipitation results from the atmospheric potential instability between 700 hPa and 500 hPa, and the area of atmospheric potential instability ($\partial\theta/\partial z < 0$) corresponds to the maximum value center of surface precipitation fairly well. At the same time, a jet streamcore existing in 250~200 hPa occurs before and after the formation of the atmospheric potential instability, and there is a wind direction shear above and below the potential instability layer. Small cloud depth, low cloud top height, inhomogeneous structure are the main characteristics of the precipitation cloud. Weak potential instability in 700~500 hPa, small quantity of vapor transfer and low cloud top temperature are the main reasons for small precipitation in this precipitation process.

Key words: stratiform cloud precipitation; cloud system feature; precipitation enhancement potential